УДК 553.411.071.242.4+550.4

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ВЕРХНЕ-САКУКАНСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). Ч. 1. Геологическое строение месторождения и идентификация рудовмещающих изверженных пород

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет
E-mail: lev@tpu.ru

Продолжено обсуждение в сравнительном аспекте природы геохимических полей в мезотермальных месторождениях золота, образованных в черносланцевом и кристаллическом субстрате. Показано соотношение околожильных метасоматических и геохимических ореолов для случая междужильного пространства слабозолотоносных кварцевых жил на примере Верхне-Сакуканского месторождения Северного Забайкалья, локализованного в юго-западном раннепротерозойском обрамлении Чарского выступа архейского фундамента – западного фрагмента Алданского щита.

В первой части статьи рассмотрены геологическое строение месторождения, минеральный состав руд. На основе изучения минерального состава и строения горных пород с привлечением оригинальных химических силикатных анализов и петрохимических расчетов вмещающие рудные тела плутонические породы раннепротерозойского кодарского комплекса диагностированы как роговообманково-биотитовые кварцевый диорит и кварцевый монцонит.

Во второй части статьи впервые описана минералого-петрохимическая зональность околожильных метасоматических ореолов, доказывается принадлежность их к березитовой метасоматической формации, а месторождения – к золотой субформации золото-уран-полиметаллической березитовой рудной формации. Приведены геохимические материалы, раскрывающие распределение на околокларковых уровнях содержаний рудогенных элементов (Au, Ag, Hg и др.) в междужильном пространстве, обосновывается генетическая связь околожильных геохимических ореолов с околожильными метасоматическими в рамках мезотермального рудообразующего процесса позднепалеозойской эпохи. Полученные результаты согласуются с выводами о структуре и условиях образования геохимических полей, сделанными ранее в других мезотермальных золотых месторождениях черносланцевого и несланцевого типов.

Введение

В теории мезотермального рудообразования существуют проблемы, которые в силу недостаточной разработанности, но высокой теоретической и прикладной значимости требуют дальнейшего анализа, обсуждения и решения. В приложении к золоторудным месторождениям при значительных достигнутых до сего времени знаниях физико-химических и термодинамических режимов образования минеральных комплексов руд и околорудных метасоматитов выделяется дискуссионная проблема обусловленности рудообразования более масштабными геологическими процессами. Обилие на сей счет многовариантных решений и, как следствие, гипотез отражает, как представляется, не столько многообразие возможных геологических режимов и ситуаций образования месторождений, источников металлоносных растворов и металлов в них, сколько дефицит и, как это ни прискорбно признать, игнорирование уже известных достоверных фактов, если они «неудобны» для обсуждаемой гипотезы, – не вписываются в нее или противоречат ей.

Примером тому служит многолетняя дискуссия на тему о происхождении крупнейшего Сухоложского и других подобных месторождений, локализованных в толщах углеродистых сланцев. Совокупность фактов, показывающих вещественно-геолого-генетическую однородность этих месторождений с мезотермальными месторождениями золота, образованными в любом ином, в том числе кристаллическом субстрате [1, 2], по-прежнему находится в работах многих исследователей за рамками обсуждения проблемы. К числу таких фактов относятся, например, пространственно-временны́е соотношения руд, околорудных метасоматитов и магматических пород основного состава. Контролирующий рудные тела Сухого Лога Кадали-Сухоложский глубинный разлом насыщен базитовыми дайками (диабазами) [3] одного с рудами возраста [4], среди которых ранее были выделены дожильные и послежильные [5]. В составе дожильных даек участвуют наложенные минеральные ассоциации, представляющие околожильные метасоматические изменения березитового профиля, послежильных – специфические наборы эпигене-

тических минералов (биотита, амфиболов и др.), которые квалифицированы как продукты внутридайкового, не выходящего за пределы даек, метасоматизма, обусловленного аккумуляцией в горячих еще дайках струй поднимающихся из очагов генерации металлоносных растворов.

Аналогичные метасоматически измененные, в том числе внутрирудные и позднерудные дайки-флюидопроводники долеритов, известны в Советском и других золоторудных месторождениях Енисейского кряжа, обнаружены и изучены в разновозрастных месторождениях Мариинской тайги, Южного Прибайкалья, Северного Забайкалья, образованных в вулканических толщах, ультраметаморфическом субстрате архейского фундамента и палеозойских очагово-купольных построек, гранитоидах, толщах допалеозойских углеродистых сланцев [1]. Эти и другие факты свидетельствуют о реализации рудообразующих процессов в условиях высокой флюидно-магматической активности мантии и, с учетом способности водно-газовых флюидов экстрагировать из расплавов соединения металлов [6 и др.], укладываются в магматогенно-гидротермальную концепцию рудообразования [7]. С позиций же метаморфогенно-гидротермальной концепции такого рода соотношения базитов и руд надо было бы как-то объяснить, чего до сих пор не сделано.

Усилия участвующих в разработке проблемы рудообразования в черносланцевом субстрате специалистов по традиции времен популярности литораль-секреционной гипотезы начала XX столетия сфокусированы на изучении золотоносности вмещающих черных сланцев. Популярный среди сторонников метаморфогенно-гидротермальной концепции взгляд на черносланцевые толщи как доноры золота при рудообразовании опирается на те результаты геохимических исследований, согласно которым черные сланцы обладают повышенной и даже высокой, до граммов на тонну, дорудной золотоносностью [8–12 и др.]. Это рассматривается как необходимая и достаточная предпосылка (условие) рудообразования. Альтернативные оценки дорудной золотоносности тех же рудовмещающих сланцев на уровне первых мг/т [13, 14 и др.], означающие признание синрудного обогащения золотом и другими металлами околорудного пространства, при этом не обсуждаются. В том редком случае, когда один из авторов оценки низкой золотоносности сланцев предпринял попытку объяснить ее, обсуждение геологических причин рудообразования не вышло за рамки односторонне-узкого геохимического подхода и обоснование ее свелось к предположению о высокой дорудной золотоносности сланцев, обедненных металлом вследствие переотложения его из них в рудные тела [15].

Ныне, после многих десятилетий геохимических исследований в золоторудных районах сланцевого типа, оценка дорудной золотоносности, а, следовательно, донорского потенциала пород остается по-прежнему противоречивой. Как отмечалось ранее [16], причина заключается в использовании методов поисковой геохимии, которые обеспечивают получение информации об итоговой металлоносности вмещающего и окружающего субстрата, но не способны раскрыть геологическую историю металлов в них и не предназначены для решения данной генетической проблемы. Корректное решение ее возможно посредством детального минералого-петрохимического и геохимического картирования слагающих рудные поля пород, формирования многоуровневой системы геохимических выборок, основу которых составляют минеральные комплексы, отвечающие этапу первоначального образования пород и этапам их последующих изменений, включая этап рудообразования.

Данный подход в многоплановом анализе факторов рудообразования реализуется автором в сравнительном аспекте. Поиски возможного геохимического своеобразия рудовмещающих черносланцевых толщ сравнительно с иным, кристаллическим, вулканическим субстратом осуществляется посредством сравнения структуры и параметров геохимических полей в том и другом случае с дифференциацией околорудного пространства в зависимости от промышленных параметров руд. Результаты отчасти опубликованы [16–21 и др.].

В статье продолжена публикация материалов, раскрывающих минералого-петрохимические черты околожильного метасоматизма и распределение геохимически связанных в рудах металлов (Au, Ag, Hg и др.) в околожильном пространстве для случая низкой на доступных для изучения уровнях золотоносности локализованных в кристаллических породах кварцевых жил на примере Верхне-Сакуканского золоторудного месторождения Северного Забайкалья, – объекта, ранее не описанного в литературе.

Полные химические силикатные анализы горных пород выполнены в ЦЛ ПГО «Запсибгеология» (г. Новокузнецк) под руководством И.А. Дубровской. Содержания золота и серебра определялись базовым (весь массив проб) атомно-абсорбционным методом с чувствительностью 0,1 мг/т в лаборатории ядерно-физических методов анализа ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.Г. Цимбалист), для контроля (15 % проб) – нейтронно-активационным (чувствительность 0,1 мг/т) в лаборатории ядерно-физических методов анализа при ядерном реакторе Томского политехнического университета (аналитик В.Л. Чесноков), химико-спектральным (чувствительность 0,3 мг/т) в ЦЛ ПГО «Читагеология». Оценка сходимости результатов приведена в [18]. Отметим, что средняя относительная ошибка (σ) по разностям двойных измерений содержания Au первым и вторым методами составляет 23 %, первым и третьим методами 50 %. По данным внутреннего контроля определения методом атомной абсорбции содержания Au σ не превышает 23 %, содержания Ag – 14 %. Содержание в горных породах ртути определялось атомно-абсорбционным методом (чувствительность 1,0 мг/т), цветных металлов – спектральным методом в ЦЛ ПГО «Березовгеология» (г. Новосибирск) под руководством Н.А. Чарикова.

Краткий очерк геологического строения и минерального состава руд Верхне-Сакуканского месторождения

Верхне-Сакуканское месторождение кварцево-жильного типа открыто в 1950 г. П.Е. Луненком и расположено в правом борту нижнего течения левого притока р. Чары в верхнем ее течении – р. Верхний Сакукан, берущей начало на приводораздельных склонах Кодарского хребта (рис. 1). Детальными поисковыми работами в сложных геоморфологических условиях крутосклонного (до 60°) с многочисленными отвесными скалами, курумами, кедровым стлаником рельефа обнаружено и прослежено 20 кварцевых жил, большинство которых оценивалось в 1951–1953 гг. с проходкой канав, расчисток, глубоких (до 10 м) наклонных шурфов и штольни (по Главной жиле) длиной 83 м.

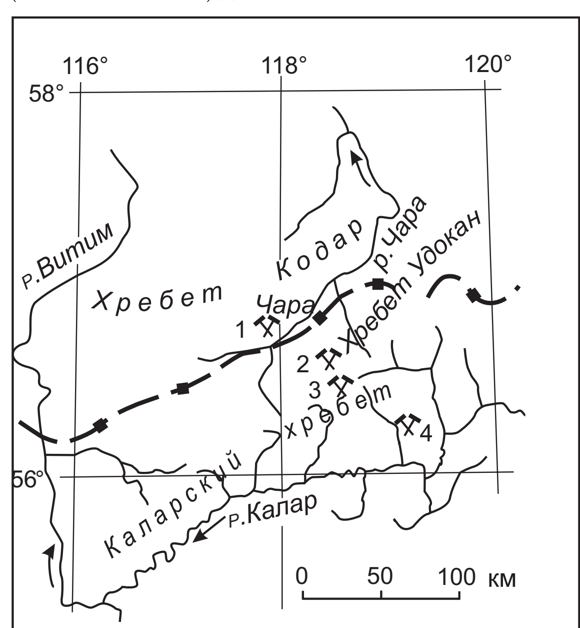
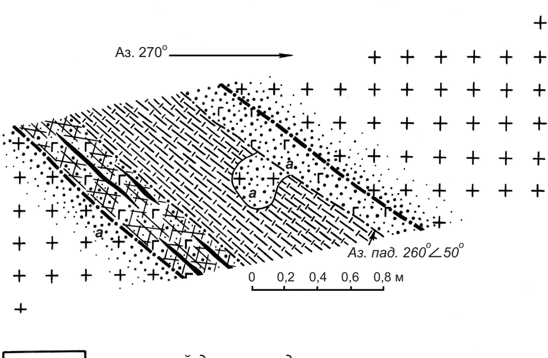


Рис. 1. *Схема расположения рудных месторождений Северного Забайкалья. Месторождения: 1) Верхне-Сакуканское золоторудное, 2) Удоканское серебро-медное, 3) Чинейское титано-магнетитовое, 4) Катугинское редкометальное. Пунктиром показана трасса БАМ*

Месторождение приурочено к юго-западному раннепротерозойскому обрамлению Чарского выступа архейского фундамента – западного фрагмента Алданского щита. Рудовмещающие разломы протяженностью до многих сотен м и мощностью до 2,5 м ориентированы в субмеридиональном направлении с падением под пологими (до 45°) углами на запад, залегают в крупном массиве средне-кислых плутонических пород кодарского комплекса, возраст которого составляет 1780±30 и 1900±40 млн л [22], 1,70...1,76 млрд л [23]. В магматических породах известны редкие дайки аплита, пегматита, гидротермально измененного (биотит, хлориты, серицит и др.) долерита. Дорудные дайки последнего служат локализаторами некоторых рудовмещающих нарушений (рис. 2), несущих признаки сколового происхождения, – плавное изменение ориентировки, многочисленные зеркала скольжения на стенках трещин, раздувы и пережимы как результат скольжения их висячего и лежачего боков, глинку трения. Рудовмещающие разломы пересекаются редкими поперечными нарушениями с амплитудами смещения до нескольких метров.



кварцевый диорит кодарского комплекса (ранний протерозой)

аподиоритовый березит с реликтами альбита

аподолеритовый лиственит и лиственитизированный долерит с реликтами альбита (дайка)

сульфидно-кварцевая линза Главной рудовмещающей структуры и сульфидно-кварцевые прожилки

тектонические нарушения с зеркалами скольжения

трещины сланцеватости и дробления

Рис. 2. *Залегание Главной рудовмещающей структуры и кварцевой линзы в дайке долерита. Вертикальный разрез, устье штольни № 1*

Сульфидно-карбонатно-кварцевое выполнение разломов линзовидно-прерывистое и достигает мощности 2 м при протяженности линз до многих десятков м. В большинстве разломов насчитывается несколько линз, разделенных «проводниками» или интервалами тонкорассланцованных и дробленых пород. В интервалах, переходных от раздувов к пережимам, составляющий основу жильного выполнения ранний молочно-белый, беловато-серый зернистый кварц разбит системой субпараллельных разломам сколовых трещин, которые в основном контролируют размещение поздней золото-сульфидной минерализации и карбонатов. Объем сульфидов и карбонатов от общего объема жильного выполнения не превышает соответственно 1 и 10 %.

Минеральный состав руд, термодинамические и физико-химические режимы рудообразования пока не исследованы. Среди сульфидов диагностированы пирит, арсенопирит (редок), пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, перечисленные, судя по структурным соотношениям, в последовательности их отложения. Золото выделялось в твердую фазу частично совместно с ранними пиритом и арсенопиритом, образуя в них тончайшую эмульсионную вкрапленность, в основном – одновременно с галенитом, халькопиритом и блеклой рудой в форме разномасштабных включений, в том числе

сравнительно крупных (до 1...2 мм). Карбонаты представлены ранним и поздним кальцитом, поздними анкеритом и сидеритом.

Содержание золота в кварцевых линзах неравномерное при коэффициенте вариации не более 150. На протяжении многих метров оно не превышает долей – первых г/т, в локальных участках – рудных гнездах увеличивается до первых десятков г/т. Золото-серебряное отношение в рудах по данным атомно-абсорбционного и пробирного анализов 23 проб составляет 0,38.

По данным радиологических определений месторождение образовано 285±5 млн л назад [24, пробы с индексом ВС – ...].

Идентификация рудовмещающих магматических пород

На участке локализации кварцевых жил плутонические породы кодарского комплекса представлены двумя видами – кварцевым диоритом и кварцевым монцонитом, пространственно-временные соотношения которых остаются пока неясными. На фоне общего пестро-серого цвета породы различаются по слабо локально выраженному розоватому оттенку кварцевого монцонита, обусловленному участием в его составе щелочного полевого шпата (до 15 %). Текстура пород массивная, структура гипидиоморфная разнозернистая с размерами основной массы кристаллов магматического этапа образования до 7 мм.

К числу главных минералов относятся известково-щелочные и щелочные полевые шпаты (до 55 %), роговая обманка и биотит (в сумме до 30 %), голубоватый кварц (до 15 %). Второстепенные представлены авгитом, акцессорные – магнетитом, цирконом, апатитом. Породы в междужильном пространстве гидротермально изменены, в том числе слабо; состав вторичной минерализации приведен в части 2 статьи.

Плагиоклазы присутствуют в форме крупных идиоморфных удлиненно-таблитчатых со сложной конфигурацией торцовых границ кристаллов или сростков коротко-призматических зерен основного олигоклаза-андезина (от № 30 до № 42). Зональность в них выражена слабо. В кварцевом монцоните обычны реликты плагиоклазов размером в десятые-сотые доли мм, включенные в крупные ксеноморфные выделения ортоклаз-пертита при эпизодическом участии микроклин-пертита.

Среди темноцветных минералов авгит наиболее ранний и сохранился в форме мелких (до десятых долей мм) зерен в обрамлении обыкновенной роговой обманки или биотита. Последний заметно преобладает сравнительно с роговой обманкой, которая представлена тремя разновидностями – генерациями. Ранняя генерация образует крупные кристаллы, сростки кристаллов бурого цвета ($-2V$=68°, $C{:}Ng$=24°, Ng=1,668, Np=1,646), частично оторoченные густо-зеленой, сине-зеленой роговой обманкой второй генерации ($-2V$=74°, $C{:}Ng$=23°, Ng=1,690, Np=1,675). Зеленая роговая обманка встречается и в форме самостоятельных крупных кристаллов, имеющих «рваный» облик и пойкилитовое строение. Мелкие, до десятых долей мм, удлиненные разноориентированные кристаллы бледно-зеленой роговой обманки третьей генерации образуют агрегаты в срастании с мелкозернистым кварцем и мелкочешуйчатым красно-бурым биотитом. Крупные чешуйки, вероятно, ран-

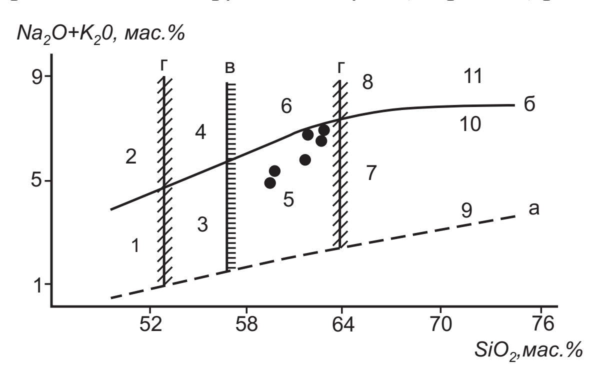


Рис. 3. *Положение магматических пород кодарского комплекса в координатах SiO_2 – (Na_2O+K_2O): а) нижняя граница распространения химических составов магматических пород, б) нижняя граница распространения химических составов умеренно щелочных магматических пород, в) граница распространения кварца >5 %, г) границы разделения магматических пород на группы с «полями неопределенности». Области распространения: 1) габброидов, 2) умеренно щелочных габброидов, 3) диоритов, 4) умеренно щелочных диоритов – монцонитов, 5) кварцевых диоритов, 6) умеренно щелочных кварцевых диоритов – кварцевых монцонитов, 7) гранодиоритов, 8) кварцевых сиенитов, 9) низкощелочных гранитов, 10) гранитов, 11) умеренно щелочных гранитов. Границы распространения областей пород заимствованы из [25]*

Таблица. *Химические составы магматических пород кодарского комплекса вне и в подзоне слабого изменения внешней зоны околожильных метасоматических ореолов Верхне-Сакуканского золоторудного месторождения*

Расстояние от золоторудных жил, м	Содержание, мас. %														Σ
	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	S сульфид.	CO_2	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	P_2O_5	H_2O^+	
3,5	59,52	14,16	1,87	3,22	0,18	0,04	4,61	1,30	8,81	2,43	1,61	0,09	0,50	1,85	100,19
2,2	59,92	14,70	2,00	3,50	0,16	0,09	4,47	1,20	7,20	2,86	0,97	0,14	0,37	1,84	99,42
1,4	61,88	13,63	3,00	3,04	0,09	0,09	4,19	1,20	6,31	2,49	1,22	0,09	0,40	1,72	99,35
1,2	62,82	14,06	3,56	3,20	0,15	0,36	3,35	1,20	5,88	2,37	1,12	0,12	0,31	1,05	99,55
0,8	62,95	14,70	4,30	3,14	0,25	0,27	3,21	1,40	5,36	2,11	1,00	0,05	0,31	0,39	99,44
0,8	62,23	14,30	3,80	3,14	0,13	0,13	3,49	1,00	5,80	2,14	1,08	0,05	0,35	1,57	99,21

него красно-бурого биотита первой генерации с заливообразными вдоль спайности торцовыми границами и также нередко с пойкилитовым строением замещают роговую обманку обеих генераций.

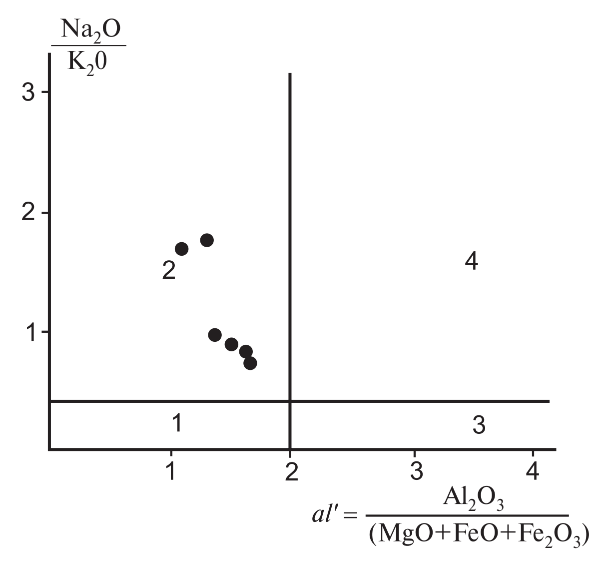


Рис. 4. *Положение магматических пород кодарского комплекса в координатах $Na_2O/K_2O - Al_2O_3/(MgO+FeO+Fe_2O_3)$. Серия, глиноземистость: 1) калиевая, высокоглиноземистые, 2) калиево-натриевая, высокоглиноземистые, 3) калиевая, весьма высокоглиноземистые, 4) калиево-натриевая, весьма высокоглиноземистые. Границы полей серий и коэффициента глиноземистости заимствованы из [25]*

Помимо мелкозернистых агрегатов кварцу свойственны скопления сравнительно крупных, до 2...3 мм, ксеноморфных зерен, заполняющих промежутки между выделениями перечисленных минералов и имеющих с ними реакционные соотношения.

Химические составы пород приведены в таблице. Как можно видеть на *TAS*-диаграмме (рис. 3), фигуративные точки пород рассредоточены в верхней половине поля кварцевых диоритов при том, что часть точек приближена к линии раздела средних пород нормального ряда и умеренно щелочных. Очевидно, эта линия имеет свою обрамляющую ее «зону неопределенности», поскольку принадлежность пород к кварцевому монцониту (верхняя группа точек) при прочих показателях отвечающего ему химического состава доказывается участием в породах щелочных полевых шпатов, отсутствующих в кварцевом диорите (нижняя группа точек).

Оба вида принадлежат к калиево-натриевой петрохимической серии с большей величиной натрий-калиевого отношения в кварцевых диоритах (рис. 4). Показатель лейкократовости тех и других пород близок и отвечает высокоглиноземистым разновидностям. Показатель фемичности кварцевых монцонитов укладывается в интервал 9,87...10,57, кварцевых диоритов – 11,22...14,15. При низкой магнезиальности пород обоих видов (табл.) увеличение значений этого показателя в кварцевых диоритах обусловлено более высокими содержаниями в них закисного железа и титана сравнительно с кварцевыми монцонитами.

В итоге породы идентифицированы как роговообманково-биотитовые кварцевый диорит и кварцевый монцонит.

Во второй, завершающей статью части рассмотрены структура околожильных метасоматических ореолов, распределение рудогенных элементов в междужильном пространстве месторождения и обсуждаются полученные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 1. – С. 49–57.
2. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 2 // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 307. – № 3. – С. 35–42.
3. Синцов А.В. Роль Кадали-Сухоложского разлома в размещении золотого оруденения (Ленский золотоносный район) // Доклады АН СССР. – 1974. – Т. 218. – № 4. – С. 916–918.
4. Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. – 1992. – Т. 34. – № 6. – С. 3–15.
5. Кондратенко А.К., Шер С.Д. Метасоматические изменения жильных пород в Ленской золотоносной области и их возможное значение с точки зрения золотоносности // Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов. – М.: ЦНИГРИ, 1968. – С. 312–314.
6. Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Бочарников Р.Е. и др. Магматическая дегазация и минералообразование на вулкане Кудрявый (о. Итуруп, Курильские острова) // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. – М.: Наука, 1998. – С. 143–168.
7. Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – № 1. – С. 182–197.
8. Буряк В.А., Гончаров В.И., Сидоров А.А. и др. Генетические и минерально-морфологические типы крупнообъемных месторождений золота в углеродистых толщах // Золото Сибири: Труды II Междунар. симп., г. Красноярск, 4–6 декабря 2001 г. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 24–26.
9. Вилор Н.В., Кажарская М.Г., Меньшиков В.И. и др. Химические корреляции распределения золота, сурьмы и мышьяка в черносланцевой формации // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Матер. Всерос. научн. конф., посвящ. 10-летию РФФИ, г. Иркутск, 1–4 октября 2002 г. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 187–188.
10. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
11. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. – Новосибирск: Наука, 1974. – 138 с.

12. Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И. и др. О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 3. – С. 360–363.
13. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Советская геология. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
14. Сазонов А.М. Минералого-геохимические признаки метаморфогенного генезиса золотого оруденения Средней Сибири // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 47–53.
15. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
16. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 2. – С. 23–30.
17. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 24–28.
18. Кучеренко И.В., Орехов Н.П. Золото, серебро, ртуть в золотоносных апогнейсовых и апосланцевых околорудных метасоматических ореолах березитовой формации // Известия Томского политехнического университета. – 2000. – Т. 303. – № 1. – С. 161–169.
19. Кучеренко И.В. Околорудный метасоматизм как критерий генетической однородности мезотермальных золотых месторождений, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 1. – С. 9–15.
20. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в Западном золоторудном месторождении (Северное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 5. – С. 32–40.
21. Кучеренко И.В. Минералого-петрохимические и геохимические черты гидротермального метасоматизма в метаморфических толщах черных сланцев на примере мухтунной свиты (Северное Забайкалье) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. Всерос. петрогр. конф., г. Томск, 24–26 ноября 2005 г. – Вып. 5. – Т. 2. – Томск: ЦНТИ, 2005. – С. 263–267.
22. Рублев А.Г., Мурина Г.А., Чухонин А.П. и др. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. – 1987. – № 6. – С. 30–39.
23. Ларин А.М., Немчин А.А., Крымский Р.Ш. и др. Sm-Nd-изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Доклады РАН. – 1999. – Т. 369. – № 2. – С. 251–253.
24. Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 6. – С. 90–102.
25. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. – Ч. 2. – М.: Наука, 1985. – 767 с.

УДК 550.84:553.7